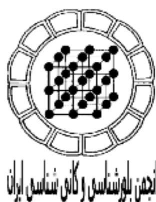
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۸۲۱ تا ۸۳۸



کانی‌شناسی، دگرسانی و ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ میزبان کانی‌سازی‌های اکسید آهن - مس رنگرز، شمال ساوه، شمال غرب بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه – دختر

سمیه دولتشاهی[۱]، حسن زمانیان*[۱]، علیرضا کریم زاده ثمرین[۲]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه برندون کانادا

(دریافت مقاله: ۹۷/۸/۲۸، نسخه نهایی: ۹۷/۱۲/۲۵)

چکیده: منطقه رنگرز در ۲۰ کیلومتری شمال شهر ساوه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی شامل سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری، دایک‌های شبه آتشفشانی و نفوذی‌های کوارتزمونزودیوریتی هستند. کانی سازی در این منطقه بیشتر مربوط به دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلی و کلریتی است. در منطقه رنگرز شش بخش‌کانی‌سازی شناسایی شده است. سیمای کانی سازی‌ها به صورت رگه – رگچه‌ای و افشان است. اصلی‌ترین کانی‌های فلزی در منطقه رنگرز شامل کالکوپیریت، اسپیکولاریت، مگنتیت، پیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و کانی‌های باطله کوارتز، باریت و کلسیت هستند. فرایندهای روزادی در بخش‌های سطحی پهنه‌های کانی‌سازی شده منجر به شکل‌گیری مالاکیت، آزوریت، اکسیدهای آهن – منگنز آبدار، فیروزه، کولیت، کالکوسیت و دیژنیت شده است. در بررسی‌های میکروسکوپی، طلا به صورت آزاد دیده نشد، ولی براساس تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مشخص شد که کالکوپیریت و اسپیکولاریت دارای غلظت بالایی از طلا در شبکه خود هستند. بر اساس داده‌های زمین شیمیایی، سنگ‌های آذرین منطقه ماهیت کلسیمی- قلیایی دارند و در محیط کمان آتشفشانی- ماگمایی شکل گرفته‌اند. آنها در مقایسه با گوشته اولیه از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (Ba-K; LILE) غنی‌شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا (Nb-Ti; HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند چنین الگویی با محیط‌های فرورانشی همخوانی دارد. افزون بر این، غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی در یک محیط فرورانشی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *کمان ماگمایی ارومیه- دختر؛ رنگرز؛ کانی سازی؛ دگرسانی؛ زمین شیمی.*

مقدمه

بخش میانی کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر در اطراف ساوه میزبان کانسارهای مس متعددی است که از جمله می‌توان به کانسارهای مس ناریاغی، کوه‌پنگ، علیشار، کوشک بهرام یا زرندیه، نظرآباد و کانسارهای تازه اکتشاف شده قشلاق ورامه و رنگرز اشاره کرد. بررسی‌های پیشین خاستگاه کانسارهای مس ناریاغی را از نوع مانتو و فراگرمایی با سولفیدشدگی متوسط [۱- ۴]، کوه پنگ را مانتو و فراگرمایی [۵-۷] علیشار را از نوع اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) [۸، ۹] کوشک بهرام را رگه‌ای [۱۰، ۱۱] و نظرآباد را فراگرمایی [۱۲] تشخیص داده‌اند، که بیانگر بحث برانگیز بودن خاستگاه کانی‌سازی‌ها در این بخش از کمان ماگمایی ارومیه- دختراست. منطقه‌ی معدنی رنگرز با مساحت ۷/۱ کیلومترمربع در ۱۸ کیلومتری شمال ساوه بین طول‌های جغرافیایی شرقی "۳۹ ´۲۴ °۵۰ تا ً۳۸ ´۲۹ °۵۰ و عرض های جغرافیایی شمالی ً۳۴ ´۱۱ °۳۵ تا ً۹ ´۳۹ °۳۵٫۰۹ قرار دارد. این منطقه از طریق بزرگراه تهران- ساوه (تا خروجی بزرگراه ساوه- همدان) و پس از آن با طی مسافتی حدود ۳/۵ کیلومتر در جاده قدیم تهران- ساوه (به سمت سه راه رنگرز) و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۸۱۲۰۳۱۰، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۸، پست الکترونیکی: hasanzamanian@yahoo.com

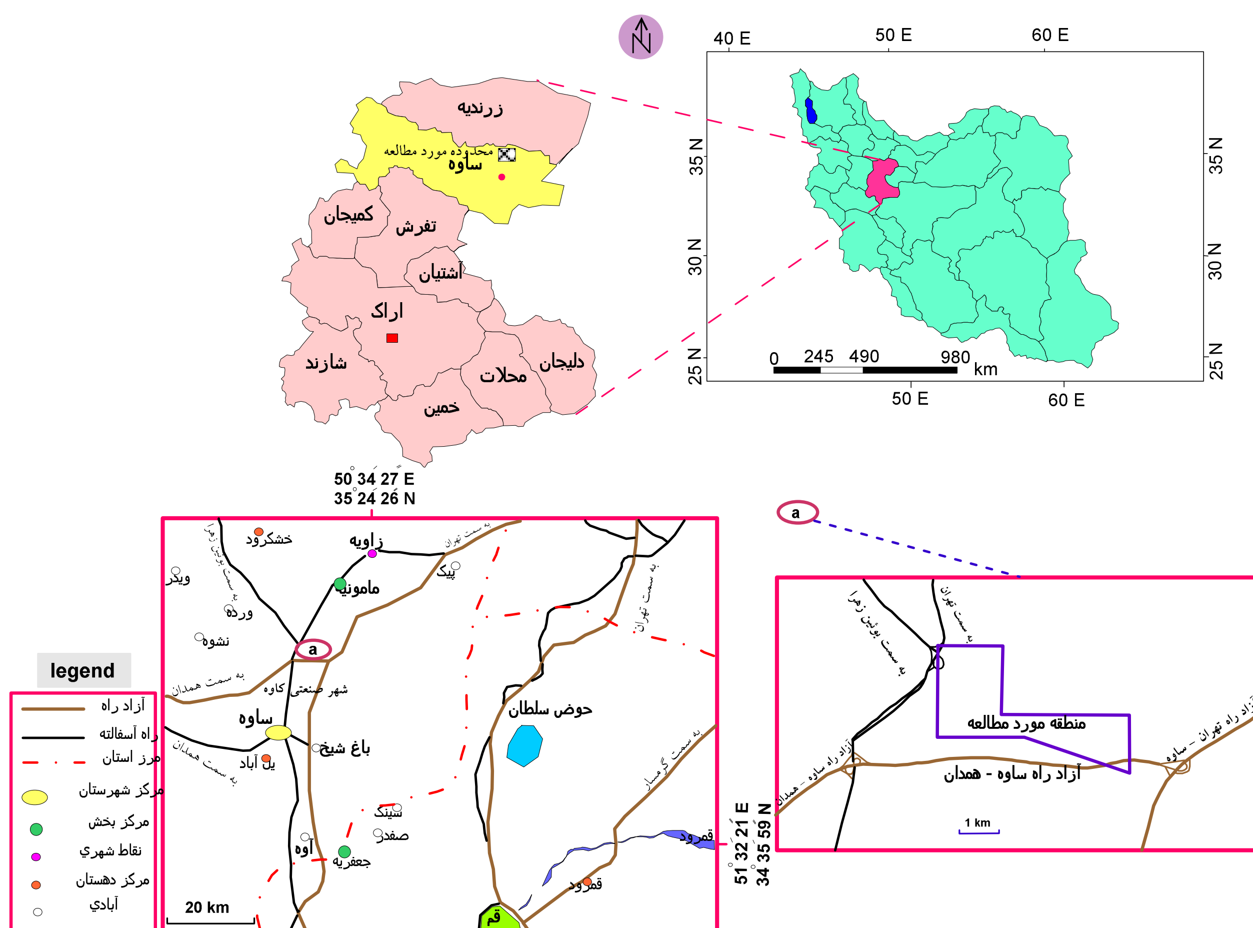
[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

سپس حدود ۱/۵ کیلومتر جاده خاکی به سمت شرق قابل دسترسی است (شکل ۱). بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران [۱۳]، این منطقه در بخش میانی پهنه فرورانش ارومیه - دختر قرار دارد و بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه است. واحدهای آتشفشانی ائوسن با روند شمال غربی - جنوب شرقی در بردارنده این منطقه هستند. آثار کنده‌کاری‌های شدادی و سرباره‌های ذوب مس بیانگر قدمت فعالیت‌های معدنی در این منطقه است. این منطقه با کانی‌سازی‌های اقتصادی آهن و مس متعلق به گروه معدنی زرمش است و تاکنون ۱۲ گمانه به طول کلی ۶۰۰ متر در آن حفاری شده است. پژوهش‌های پیشین انجام شده در این منطقه [۱۴] بیشتر جنبه اکتشافی و معدنی داشته است. در این پژوهش، به منظور بررسی ماهیت کانه‌زایی‌ها و سنگ‌های میزبان در منطقه‌ی رنگرز، بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانه‌نگاری و زمین شیمی سنگ میزبان انجام شده است.

روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین‌شناسی و همچنین بخش‌های کانه‌دار، نمونه‌برداری از قسمت‌های سطحی و مغزه‌های حفاری انجام شد. برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و دگرسانی‌ها در منطقه ۵۰ مقطع نازک و برای بررسی‌های کانه‌نگاری ۵۵ قطعه صیقلی - تهیه شد. بررسی‌های کانی‌شناسی از نوع اکسید آهن-مس-طلا (SEM) و طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) تکمیل شد. بدین منظور تعداد ۴ نمونه با ابعاد ۱ سانتی‌متر با پوشش کربنی در دانشگاه لرستان با میکروسکوپ الکترونی و تعداد ۱۴ قطعه صیقلی متشکل از کانه و سنگ میزبان با دستگاه micro-XRF مدل Bruker M4 Tornado در بخش علوم زمین دانشگاه نیوبرونزویک کانادا بررسی شدند و نقشه‌های عنصری تهیه گردید.



شکل ۱ جایگاه جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه‌ی اکتشافی رنگرز.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

این دستگاه قادر به نقشه‌برداری عنصری با سرعت و حساسیت بالاست. در این روش، نمونه‌ها با کمترین آماده‌سازی می‌توانند به کار برده شوند، ولی برش سطح نمونه و سطحی یکنواخت لازم است. برای تهیه نقشه‌های عنصری و تعیین نسبت‌های فازی می‌توان از قطعه‌های صیقلی و مقاطع نازک - صیقلی نیز استفاده کرد. حد آشکارسازی این روش برای فلزات واسط کمتر از ۱۰ppm است. با استفاده از این روش در نمونه‌های منطقه رنگرز نقاط با اندازه ۲۰ μm، فاصله ۲۵ μm و سرعت ۶ میلی ثانیه بررسی شدند. پس از انجام بررسی‌های سنگ-نگاری به منظور بررسی های زمین شیمی سنگ میزبان تعداد ۱۵ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و برای اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF (روش ذوب قلیایی) و برای عناصر فرعی با طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی بررسی شدند.

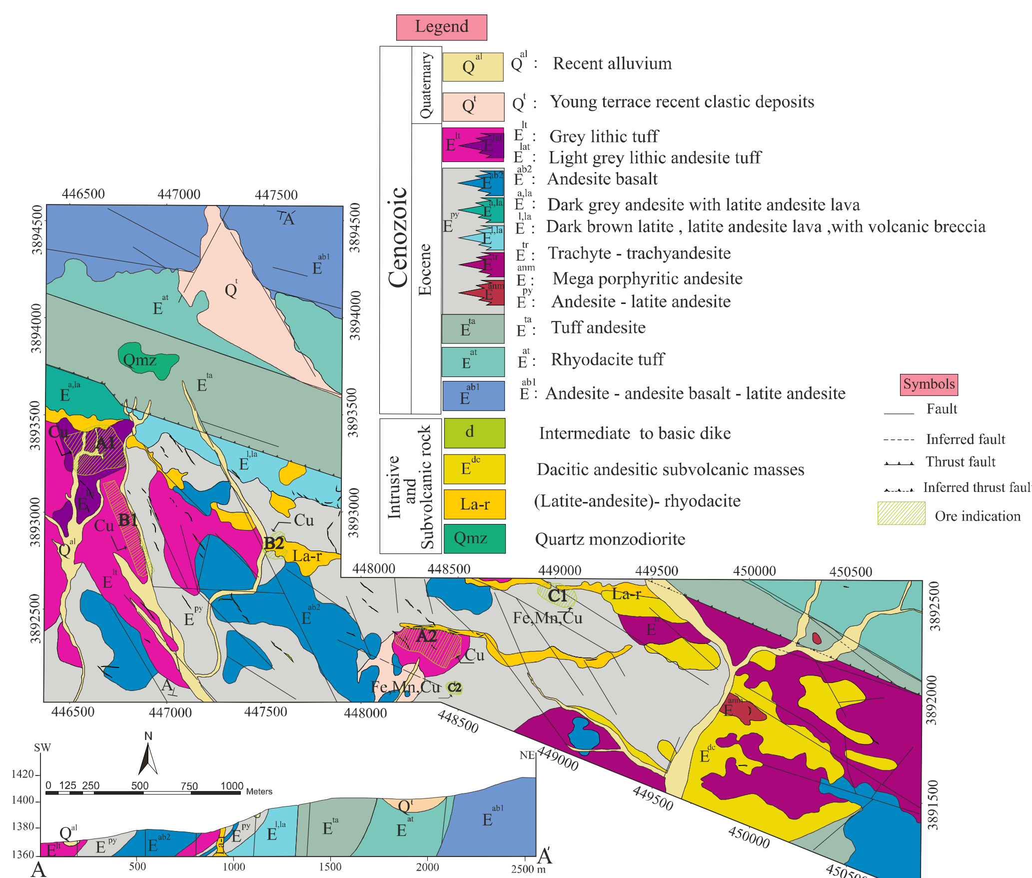
زمین شناسی

گسترده‌ترین واحدهای سنگ شناسی منطقه‌ی مورد بررسی را مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف، برش، توف آندزیتی و داسیتی همراه با سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، آندزیت پورفیری، تراکیت- تراکی آندزیت، لاتیت- لاتیت آندزیت، آندزیت- لاتیت آندزیت، آندزیت بازالت و داسیت تشکیل می‌دهد (شکل ۲) که در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی و سیال‌های گرمابی برآمده از تزریق توده‌های نفوذی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت و دایک‌های نیمه قلیایی با ترکیب حدواسط و بازی موجب دگرسانی و کانه‌زایی در این منطقه شده است. بخش عمده منطقه ی مورد بررسی توسط سنگ های آذرآواری شامل ریوداسیت توف، توف آندزیتی، آندزیت توف سنگی، توف سنگی، ماسه سنگ‌های آتشفشانی، برش آتشفشانی و جوش آتشفشانی پوشیده شده است. خرده‌های سنگی تشکیل‌دهنده این سنگ‌های آواری بیشتر دارای ترکیب آندزیتی و ریوداسیتی هستند و خرده‌های کانیایی اغلب از بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب اولیگوکلاز- آندزین، فلدسپات قلیایی و کلسیت با بافت‌های متنوع آواری، نیمه‌بلورین، ریزپورفیری، برشی و شبه برشی، ریزکریستالین و بادامکی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی که با گسترش کمتر از سنگ‌های آذرآواری در بخش‌های مختلف منطقه پراکنده شده‌اند، بیشتر دربردارنده درشت بلور پلاژیوکلاز هستند و فلدسپات قلیایی و کوارتز با فراوانی کمتری در این سنگ‌ها حضور دارند. یک توده کوارتز مونزودیوریتی به طور محدود در شمال منطقه درون سنگ‌های توف آندزیتی تزریق شده است، این سنگ‌ها دارای زمینه‌ای دانه‌ای و بافت پورفیری هستند و دگرسانی پروپلیتی با شدت متوسط را تجربه کرده‌اند. این واحد سنگی از بلورهای متوسط اندازه تشکیل شده و شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای و بلورهای بی‌شکل فلدسپار قلیایی است و بلورهای بی‌شکل کوارتز با فراوانی حدود ۸ درصد با ابعاد کوچکتر نسبت به سایر اجزای تشکیل دهنده سنگ در میان این مجموعه دیده می-شود و کانی‌های فرومنیزین سنگ را بلورهای آمفیبول و پولک‌های بیوتیت تشکیل می‌دهند. در منطقه‌ی اکتشافی، تعداد قابل توجهی دایک‌های ناشی از فعالیت‌های گرمابی تاخیری وجود دارد که سبب قطع سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و نیمه عمیق شده‌است. این دایک‌ها تقریبا در همه منطقه‌ی اکتشافی باروند عمومی شمال غرب- جنوب شرق گسترده شده‌اند. طول برخی از آنها به بیش از ۳۰۰ متر و ضخامت آن به چند متر می‌رسد و بیشتر دارای ترکیب حدواسط تا بازی هستند. این دایک‌ها از نظر سنگ‌شناسی شامل بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی وآندزیت هستند [۱۵]. وجود بادامک‌های پر شده با کلسیت و زئولیت در این دایک‌ها بیانگر رخدادهای ثانویه است. در شکل ۳ یک نمونه دایک حدواسط آندزیتی در نمونه دستی و میکروسکوپی نشان داده شده است.

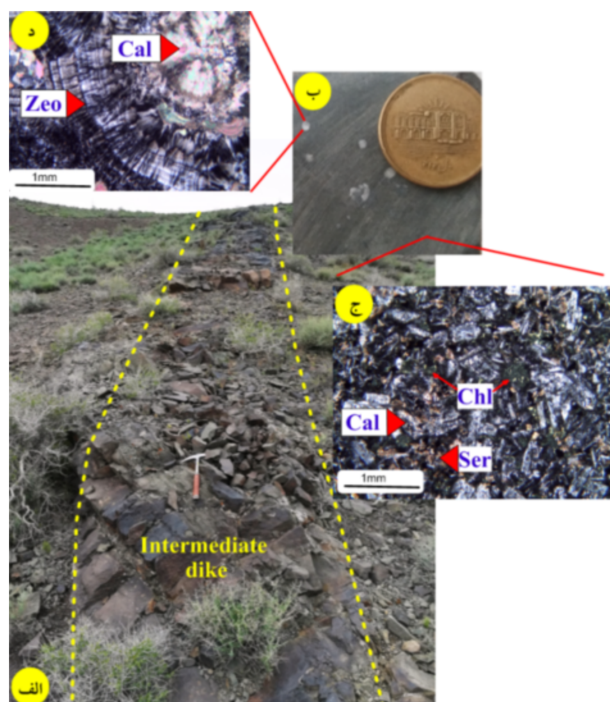
اصلی‌ترین سامانه‌های گسلی در نزدیکی شمال و شمال غرب منطقه مورد بررسی گسل کوشک نصرت و گسل رنگ زرد هستند، به طور کلی، ساختارهای موجود در منطقه دارای روند NW-SE هستند. به نظر می‌رسد سنگ‌های تشکیل دهنده منطقه به علت مقاومت فیزیکی و مکانیکی بالا با اعمال نیروهای زمین‌ساختی دستخوش چین خوردگی کمتری شده و بیشتر دچار شکستگی شده‌اند. این امر منجر به ازدیاد گسل‌های فرعی و پهنه‌های خردشدگی در منطقه شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از مرجع [۱۶] با تغییرات.



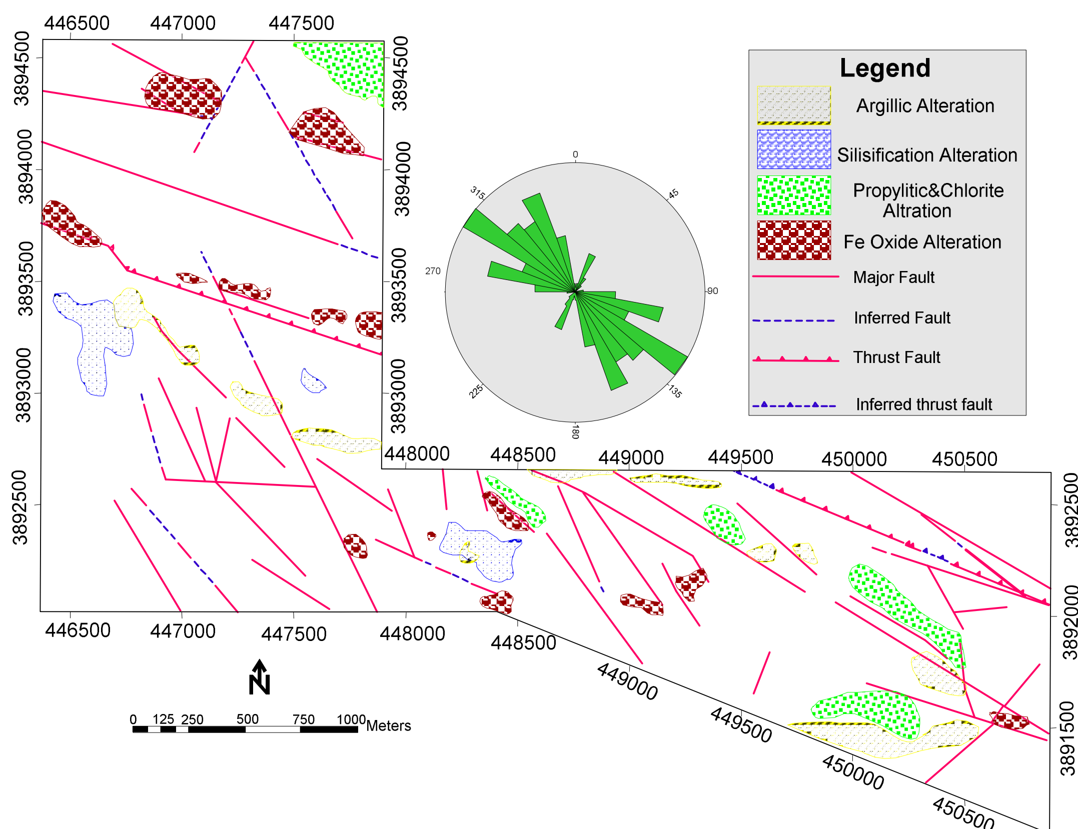
شکل ۳ نمایی از یک دایک آندزیتی: الف) در صحرا. ب) نمونه دستی، پ) تصویری از دگرسانی پروپلیتی در دایک و ت) نمایی از بادامک‌های پر شده با کلسیت و زئولیت.

دگرسانی‌های گرمابی

سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه در نتیجه صعود سیال-های ماگمایی تأخیری دچار دگرسانی‌های گرمابی با درجه‌های ضعیف، متوسط و شدید شده‌اند. براساس بررسی های صحرایی و سنگ‌نگاری تیغه‌های نازک تهیه شده از واحدهای مختلف سنگی در منطقه، حضور دگرسانی‌های گسترده پروپلیتی (کلریتی)، آرژیلی، سیلیسی‌شدن و اکسید و هیدروکسیدهای آهن به اثبات رسیده است (شکل ۴). شدت و پراکندگی هر یک از این دگرسانی‌ها وابسته به شرایط و ترکیب سنگ‌های میزبان متفاوت است.

دگرسانی پروپلیتی و کلریتی: دگرسانی پروپلیتی بر واحدهای کوارتزمونزودیوریت، آندزیت بازالت‌ها، دایک‌های حدواسط - بازی، توف‌های آندزیتی - داسیتی و ریوداسیتی اثر گذاشته است. مشخصه صحرایی این دگرسانی رنگ سبز روشن است. - در اثر عملکرد این دگرسانی، الیگوکلاز، آمفیبول و بیوتیت به مجموعه‌ای از کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلبیت تبدیل شده‌اند، تبدیل‌شدگی به کلریت درصد بیشتری را به خود اختصاص داده است. دگرسانی کلریتی نیز که زیرمجموعه‌ای از دگرسانی پروپلیتی است در منطقه از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده و به رنگ سبز تیره واحدهای لاتیت - آندزیت و آذرآواری منطقه را متاثر کرده است. کانی‌های سبز شامل کلریت و سرسیت جانشین پلاژیوکلازها شده‌اند (شکل ۵ الف) و یا در زمینه حضور دارند همراه با این دگرسانی زئولیت و کانی‌های رسی نیز حضور دارند.

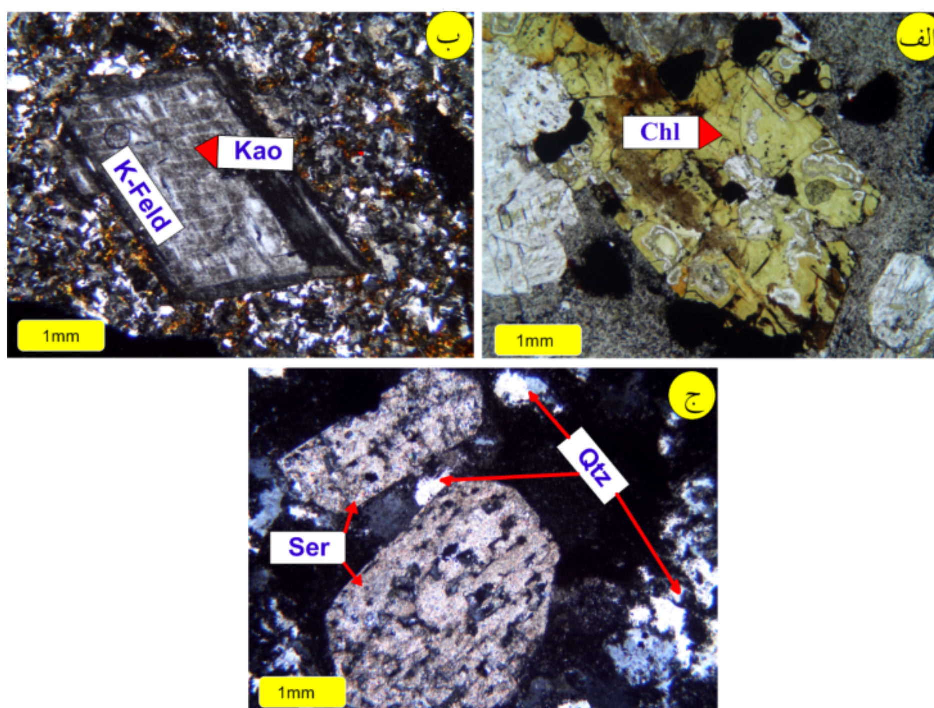
دگرسانی آرژیلی: دگرسانی آرژیلی به رنگ زرد روشن تا سفید در منطقه دیده می‌شود و بیشتر واحد لاتیت - آندزیت - ریوداسیت را که به صورت نواری از غرب تا شرق منطقه گسترش دارد متاثر کرده و دارای مرز مشخص با بخش‌های دگرسان نشده است. این دگرسانی به صورت کائولینیتی شدن فلدسپات‌های قلیایی (شکل ۵ ب) و کمتر پلاژیوکلازها در واحد سنگی نام برده مشهود است به همراه این نوع دگرسانی، کلریتی شدن نیز قابل توجه است. همچنین این دگرسانی به طور موضعی بر سنگ میزبان بخش‌های دارای کانی‌سازی مس اثر گذاشته است.



شکل ۴ نقشه دگرسانی‌های منطقه رنگرز، برگرفته از مراجع [۱۴، ۱۶] با تغییرات.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]



شکل۵ تصاویر میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های دگرسان شده منطقه رنگرز. الف) کلریتی‌شدن پلاژیوکلاز در واحد لاتیت- آندزیت. ب) جانشینی بلور فلدسپار قلیایی با کائولینیت در واحد لاتیت- آندزیت، زمینه دستخوش سیلیسی شدن و کلریتی شدن شده است و پ) سیلیسی شدن و سرسیتی شدن در توف ریوداسیتی. (علائم اختصاری عبارتند از Chl (کلریت)، Kao (کائولینیت)، K- Feld (پتاسیم فلدسپار)، Qtz (کوارتز)، Ser (سرسیت).

سیلیسی شدن: مهم‌ترین دگرسانی که ارتباط نزدیکی با کانه‌زایی دارد و در متن رگه‌ها و توده‌های کانه دار رخ داده است دگرسانی سیلیسی است. سیلیسی شدن بخش‌هایی از واحدهای توفی در پهنه‌های A_1 و A_2 به ویژه توف‌های آندزیتی را متاثر کرده که به صورت کوارتزهای تأخیری - پراکنده در متن سنگ و رگچه‌های نازک و گاهی کلوفرم سیلیسی روی داده است همراه با این دگرسانی، زئولیتی شدن، کلسیتی شدن و سرسیتی‌شدن نیز به صورت انتخابی رخ داده است (شکل ۵ پ). کانه‌زایی در پهنه‌های B_2,B_1,C_2,C_1 در ارتباط نزدیک با رگه‌های سیلیسی روی داده است.

کربناتی شدن: یکی از بارزترین رخدادهای گرمابی تأخیری در منطقه کربناتی‌شدن است که به صورت حضور رگچه‌های نازک در متن سنگ‌ها و یا تبدیل کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ به ویژه پلاژیوکلاز به کلسیت و گاهی دولومیت دیده می‌شود. فراوانترین کانی ثانویه دیده شده همراه با این دگرسانی سرسیت است. سرسیتی شدن درشت بلورهای پلاژیوکلاز در بیش از نیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه دیده می‌شود. کربناتی‌شدن واحدهای میزبان در پهنه B_1 به صورت حضور کلسیت‌های متبلور و گل‌کلمی خودنمایی می‌کند.

واکنش‌های اکسایش ترکیب‌های آهن و ترکیب‌های گوگردی را متاثر کرده و منجر به رخداد گسترده اکسید و هیدروکسیدهای آهن در منطقه شده است.

کانه‌زایی و کانه‌نگاری

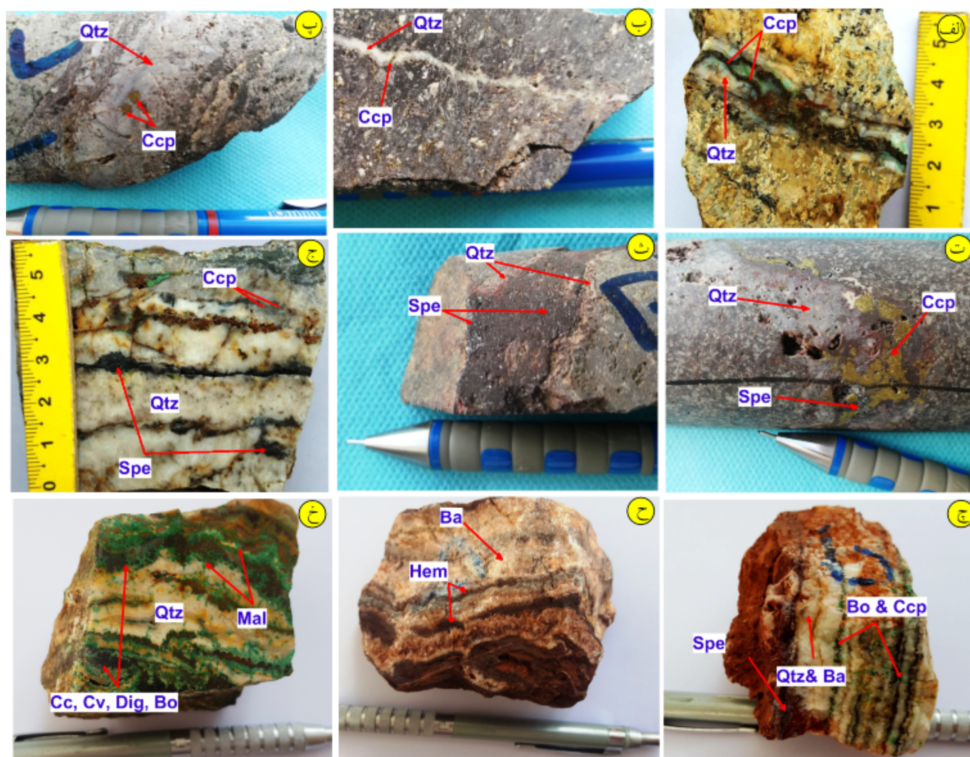
در منطقه رنگرز، ۶ پهنه کانی‌سازی شده وجود دارد که مشخصه‌های کلی آن‌ها در (جدول ۱) ارائه شده است. راستای کلی این پهنه‌ها بیشتر NW-SE است. سنگ میزبان بخش‌های کانی‌سازی شده طیفی از توف‌های آندزیتی- ریوداسیتی تا برش‌های آتشفشانی، آندزیت سیلیسی شده، لاتیت - آندزیت و ریوداسیت را شامل می‌شود. شکل کانی‌سازی‌ها اغلب به صورت رگه-رگچه‌ای، افشان و به ندرت برش گرمابی است. بارزترین رخداد دگرسانی در این پهنه‌ها سیلیسی‌شدن و آرژیلی است. رخداد کانی‌سازی‌ها در منطقه ارتباط تنگاتنگی با گسل‌های با راستای شمال غربی- جنوب‌شرقی و شکستگی‌های کششی دارد، به طوری که پیرامون بخش‌های گسل خوردهف تراکم رگه و رگچه‌ها افزایش یافته است. ضخامت

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

رگه و رگچه‌ها از ۳ میلی متر تا ۶ سانتی متر تغییر می‌کند. انواع رگه-رگچه‌های دیده شده در پهنه‌های مختلف عبارتند از: در پهنه A_1: کوارتز + کالکوپیریت (شکل ۶ الف) و کوارتز + کالکوپیریت ± بورنیت، در پهنه A_2: کوارتز + کالکوپیریت (شکل‌های ۶ ب-پ)، کوارتز + کالکوپیریت + اسپیکولاریت ± پیریت (شکل ۶ ت)، کوارتز + اسپیکولاریت (شکل ۶ ث)، باریت + هماتیت ± اسپیکولاریت ± کالکوپیریت و کلسیت + کالکوپیریت، در پهنه B_1: کوارتز + اسپیکولاریت + کالکوپیریت (شکل ۶ ج) و کوارتز + هماتیت + سولفید (کالکوسیت، کالکوپیریت، کولیت، دیژنیت)، در پهنه B_2 : کوارتز + باریت + کالکوپیریت ± اسپیکولاریت و در پهنه‌های C_1 و C_2: باریت + کوارتز + اسپیکولاریت + بورنیت + کالکوپیریت (شکل ۶ چ)، باریت ± کوارتز + هماتیت (شکل ۶ ح)، کوارتز + سولفید (کالکوسیت، کولیت، دیژنیت، بورنیت، شکل ۶ خ) و پیرولوزیت + کلسیت ± کوارتز

جدول۱ مشخصات کلی پهنه های کانی‌سازی در منطقه رنگرز.

پهنه	امتداد	طول(m)	عرض(m)	شکل کانی سازی	سنگ میزبان	دگرسانی
A_1	NE-SW	۴۰۰	۲۰۰	رگه – رگچه‌ای، ، افشان	توف آندزیتی، آندزیت	آرژیلیک - سیلیسی
A_2	NE-SW	۴۰۰	۲۰۰	رگه – رگچه‌ای ، افشان	توف آندزیتی، ریولیتی، ریوداسیتی	آرژیلیک - سیلیسی
B_1	NW-SE	۸۵۰	۳۰۰	رگه- رگچه‌ای	توف آندزیتی، ریوداسیتی، برش آتشفشانی.	سیلیسی - کربناتی
B_2	N-S	۴۰۰	۱۵۰	رگه- رگچه‌ای، افشان	ریوداسیت، لاتیت- آندزیت	آرژیلی
C_1	NW-SE	۵۰۰	۲۰۰	رگه- رگچه‌ای	لاتیت - آندزیت	آرژیلی
C_2	E-W	۱۵۰	۵۰	رگه- رگچه‌ای	ریوداسیت، لاتیت- آندزیت	کلریتی.



شکل۶ تصاویری از انواع رگه- رگچه های کانی سازی شده در منطقه رنگرز: الف) رگه کوارتز + کالکوپیریت در پهنه A_1، کالکوپیریت در متنی از کانی‌های ناشی از هوازدگی قرار گرفته است، ب و پ) رگه‌های کوارتز + کالکوپیریت در پهنه A_2، ت) رگه‌های کوارتز+ کالکوپیریت+ اسپیکولاریت ± پیریت در پهنه A_2، ث) رگه کوارتز + اسپیکولاریت در پهنه A_2، ج) رگه کوارتز+اسپیکولاریت + کالکوپیریت در پهنه B_1، چ) رگه باریت + کوارتز + اسپیکولاریت + بورنیت + کالکوپیریت در پهنه C_1، ح) رگه باریت ± کوارتز + هماتیت در پهنه C_1 و خ) رگه کوارتز+ سولفید در پهنه C_1. (علائم اختصاری عبارتند از Qtz (کوارتز)، Ccp (کالکوپیریت)، Spe (اسپیکولاریت)، Bo (بورنیت)، Ba (باریت)، Hem (هماتیت)، Cc (کالکوسیت)، Cv (کولیت) Dig (دیژنیت)، Mal (مالاکیت).

بررسی های مقاطع صیقلی بیانگر رخداد کانی سازی‌ها در پهنه‌های اکسایشی (شسته شده)، پهنه برونزاد (غنی‌شدگی ثانویه) و پهنه درونزاد (کانی‌سازی اولیه) است. بافت کانه‌ها به شکل رگچه‌ای، جعبه‌ای، دانه پراکنده، کلوفرم، پرکننده فضاهای خالی و جانشینی است. نادر بودن برش‌های گرمابی در منطقه رنگرز را می‌توان به حجم کم محلول‌های گرمابی و شدت کم فشار برای شکستگی‌های هیدرولیکی و تشکیل برش نسبت داد.

مرحله درونزایی: کانی‌سازی در پهنه درونزاد به صورت ۲ فاز اکسیدی و سولفیدی رخ داده است. کانی‌های سولفیدی اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت، کولیت و دیژنیت هستند. نخستین کانی سولفیدی اولیه شکل گرفته در مرحله درونزایی پیریت است. این کانی در مقاطع صیقلی بیشتر شکل دار است و به جز در چند مورد ناچیز، ارتباط زایشی با کالکوپیریت یا سایر کانی‌های مس‌دار نشان نمی‌دهد؛ از این رو شکل‌گیری این کانی را می‌توان به مرحله پیش از کانی‌سازی نسبت داد (شکل ۷ الف). کالکوپیریت اصلی‌ترین و فراوانترین کانه مس در منطقه رنگرز است و فراوانی بیشتری نسبت به کالکوسیت، بورنیت، کولیت و دیژنیت دارد و به دو صورت رگه‌ای و پراکنده در متن سنگ شکل گرفته است. اندازه دانه‌های کالکوپیریت از ۰/۱ میلی‌متر تا ۲/۵ سانتی‌متر است، دانه‌های درشت آن بیشتر بی‌شکل و دانه های منفرد شکل‌دار هستند. این کانی گاهی با اسپیکولاریت همرشدی نشان می‌دهد (شکل‌های ۷ ب و پ). کالکوسیت به ویژه در پهنه A_1 به صورت اولیه حضور دارد، ولی گسترش آن در منطقه زیاد نیست (شکل ۷ ت)، این کانی به صورت رگه‌ای و پراکنده دیده می‌شود و آشکارا در نمونه دستی قابل تشخیص است. بورنیت در منطقه دارای گسترش ناچیز است و بیشتر به صورت رگه‌های کوارتز، کالکوپیریت و بورنیت دیده می‌شود؛ در نمونه دستی به ندرت می‌توان آن را دیده کرد. کولیت و دیژنیت در مقادیر بسیار اندک به صورت اولیه مشاهده می‌شوند و دارای ابعاد میکرونی هستند. کانی‌های اکسیدی که به صورت اولیه در منطقه شکل گرفته‌اند شامل اسپیکولاریت، مگنتیت و روتیل هستند. اسپیکولاریت با شکل سوزنی و ورقه‌ای در همه بخش‌های کانی‌سازی شده منطقه حضور دارد. وجود اسپیکولاریت نشاندهنده محیطی کاملا اکسایشی است.

حضور اسپیکولاریت به صورت خودشکل تشکیل این کانه را در فاز تأخیری از مرحله اول فعالیت‌های گرمابی نشان می‌دهد. حضور مگنتیت به صورت دانه‌ریز و دانه‌درشت نشاندهنده شکل‌گیری آن در دو نسل متفاوت است. در بعضی موارد، میانبارهایی از کانی‌های سولفیدی بویژه کولیت در مگنتیت دانه درشت دیده می‌شود (شکل ۷ ث). حضور همزمان مگنتیت و اسپیکولاریت (شکل ۷ ج) در بعضی از پهنه‌های کانی‌سازی شده نشانگر میل شرایط اکسایشی به احیایی است. در واقع، محیط از حالت اکسایشی محض کمی دور می‌شود. کانی‌های تیتانیم‌دار مانند روتیل با ابعاد میکرونی و گسترش زیاد در منطقه حضور دارند. حضور این کانی‌ها در بررسی های micro-XRF نیز تائید شده است (شکل‌های ۷ چ، ح و خ). کاهش دمای محلول‌های گرمابی منجر به شکل‌گیری مس به صورت طبیعی شده است. مس طبیعی در منطقه رنگرز با ابعاد میکرونی و گسترش اندک حضور دارد.

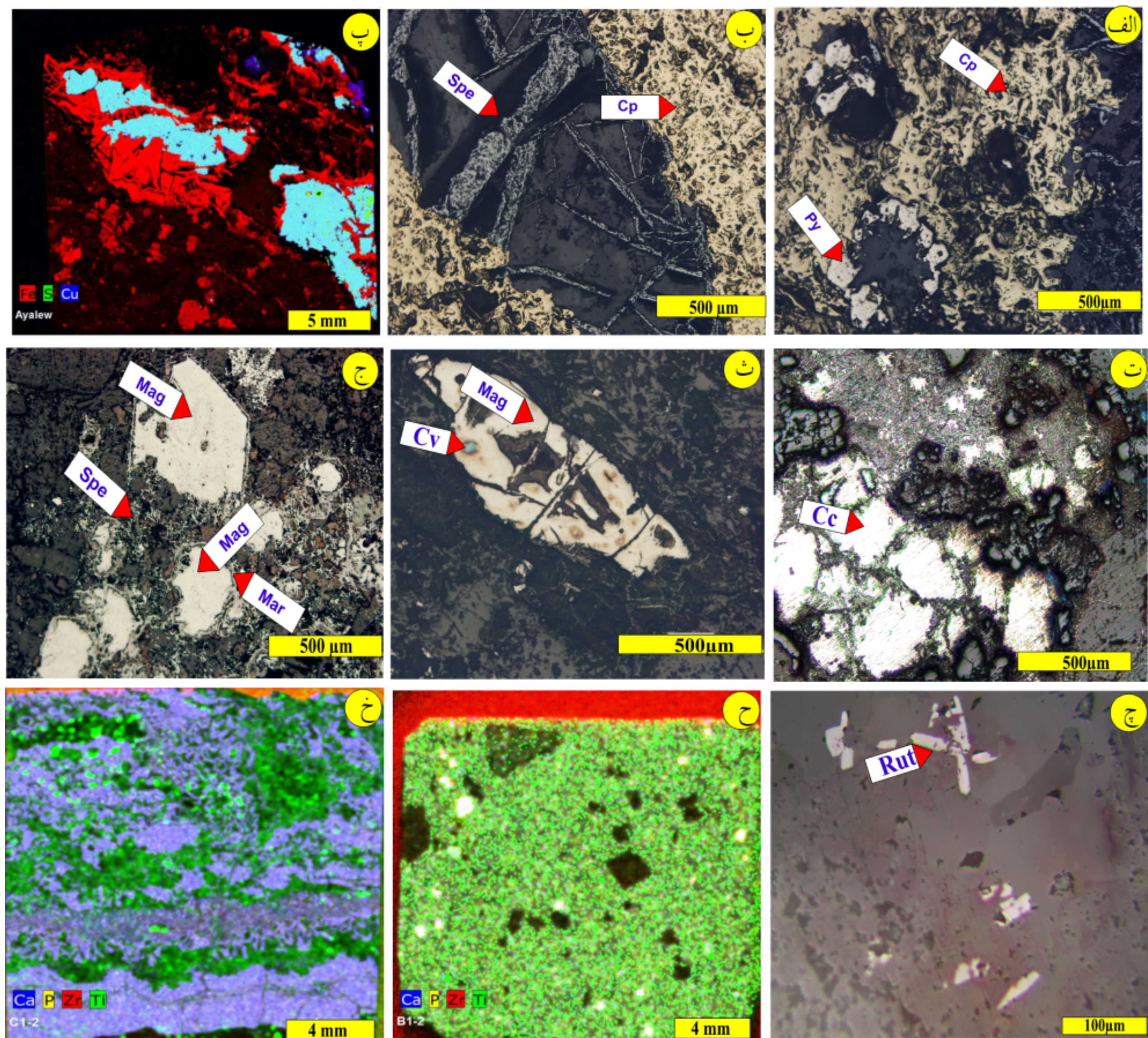
مرحله برونزایی: کالکوسیت، کولیت و دیژنیت مهم ترین فراورده‌های این مرحله در منطقه رنگرز هستند. این مرحله در منطقه رنگرز گسترش زیادی نداشته است. مقدار دیژنیت در مقایسه با کالکوسیت و کولیت بسیار کمتر است. در نتیجه تأثیر فرایندهای برونزایی، کالکوپیریت و به میزان کمتر بورنیت به سولفورهای ثانوی مس (کالکوسیت، کولیت، دیژنیت) تبدیل شده‌اند و لبه‌های کم ضخامتی از کانی‌های سولفیدی ثانویه پیرامون سولفیدهای اولیه شکل گرفته است (شکل‌های ۸ الف و ب). خروج آهن طی هوازدگی برونزاد، افزایش غلظت مس از سطح به سمت پایین در اثر فرایند شستشو و کاهش گریزندگی گوگرد منجر به دگرسانی و تبدیل کالکوپیریت و بورنیت به کالکوسیت می‌شود [۱۷].

مرحله اکسایش: گسترده‌ترین رخداد کانی‌سازی‌ها در این مرحله صورت گرفته است. کوپریت، تنوریت، مالاکیت، آزوریت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت)، فیروزه، پیرولوسیت و نئوتوسیت از کانی‌های شکل گرفته در این مرحله هستند. کانی‌های سولفیدی مس به ویژه کالکوپیریت در نتیجه اکسایش در لبه به کوپریت و تنوریت تبدیل شده‌اند، به طوری که باقیمانده دانه‌های کالکوپیریت در زمینه‌ای از این کانی‌ها قرار گرفته است (شکل‌های ۸ پ- ت- ث-ج). اکسایش پیریت در مناطق سطحی سبب تشکیل

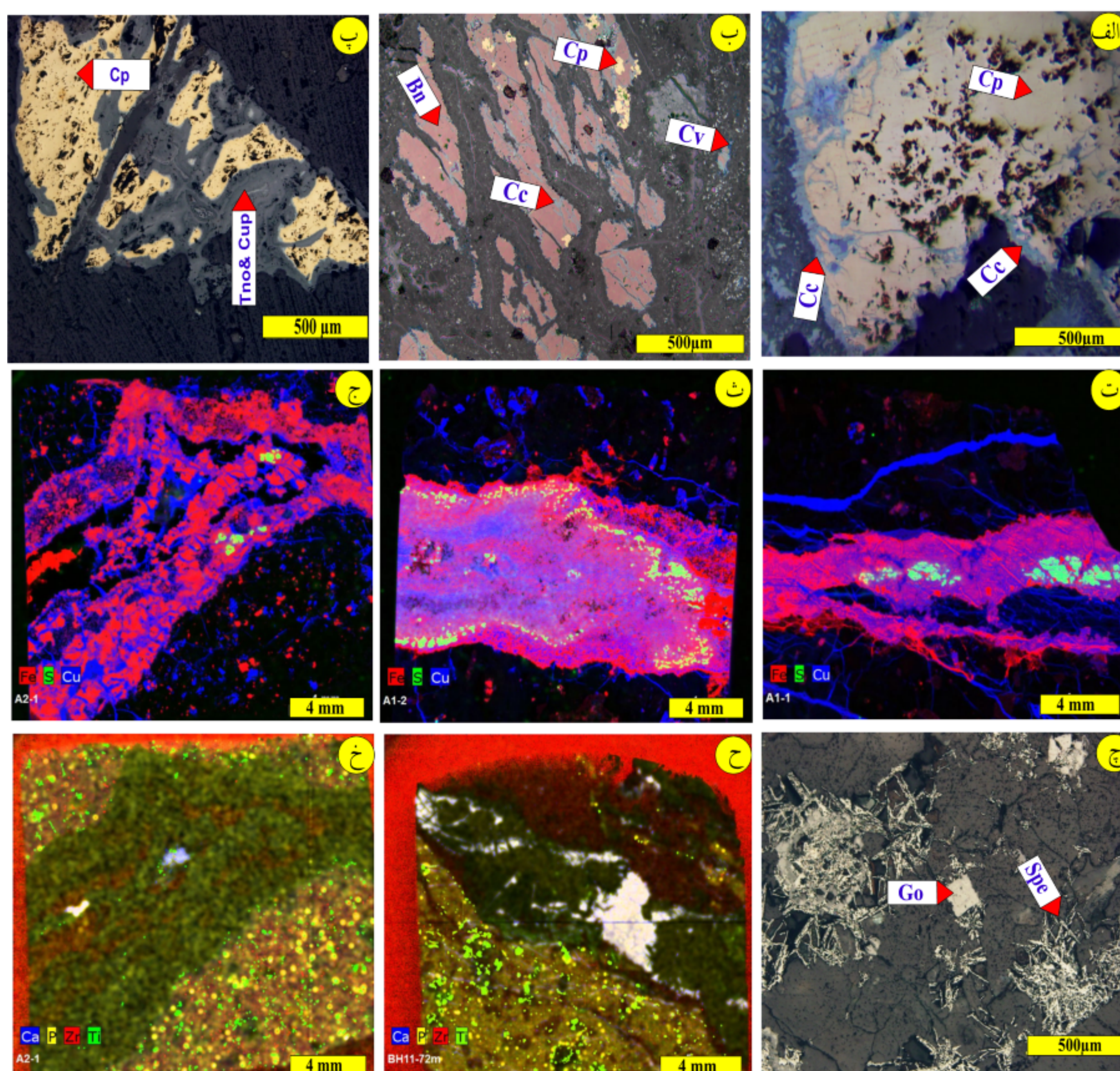
[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

اکسید و هیدروکسیدهای آهن شده است (شکل ۸ چ). کانی‌سازی اکسیدهای منگنز مانند پیرولوزیت در قسمت‌های شرقی منطقه بویژه در زون C_1 نشاندهنده شرایط اکسایشی در منطقه است. حضور مالاکیت، آزوریت به همراه نئوتوسیت در بخش‌های سطحی و برونزد یافته منطقه نشانگر شستشوی اندک مس در نتیجه درجه اسیدی پایین محلول‌های برونزاد دارد. نئوتوسیت در شرایطی تشکیل می‌شود که مقدار کالکوپیریت در مقایسه با پیریت بسیار بیشتر است [۱۸]. فیروزه از دیگر کانی‌های ثانویه و تاخیری منطقه است که بویژه در پهنه A_2 تشکیل شده است. احتمالاً این کانی به دلیل اکسایش گسترده سولفورهای مس‌دار منطقه و حضور ترکیب‌های فسفاته مانند آپاتیت تشکیل شده است. تصاویر micro-XRF در شکل‌های ۸ ح و خ نشاندهنده وجود کانی‌های فسفر دار از جمله آپاتیت است.



شکل۷ نمایی از کانی سازی های منطقه رنگرز بر اساس تصاویر میکروسکوپی و نتایج micro-XRF. الف) حضور دانه های شکل دار پیریت در متن کالکوپیریت. ب و پ) همرشدی کالکوپیریت و اسپیکولاریت در منطقه. ت) کانی سازی کالکوسیت به صورت اولیه، ث) حضور میانبارهایی از کانی های سولفیدی در درشت بلور مگنتیت، ج) حضور همزمان مگنتیت و اسپیکولاریت و چ- ح و خ) حضور کانی های تیتانیم دار در منطقه . (علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از Py(پیریت)، Cp(کالکوپیریت)، Spe(اسپیکولاریت)، Mag(مگنتیت)، Mar(مارتیت)، Cv(کولیت)، Cc-(کالکوسیت)، Rut (روتیل).



شکل۸ نمایی از کانی‌سازی‌های منطقه رنگرز بر اساس تصاویر میکروسکوپی و نتایج micro-XRF. الف) کالکوپیریت با لبه‌های جانشینی از کانی‌های سولفیدی برونزاد، ب) تبدیل‌شدگی بورنیت به کالکوسیت و کولیت. پ،ت،ث و ج) تصاویری از کالکوپیریت در متن کانی‌های اکسیدی مس و آهن. چ) شبه ریخت پیریت (پیریت در اثر فرایندهای اکسایش به گوتیت تبدیل شده و فقط قالب آن باقی مانده است). ح و خ) حضور کانی‌های فسفردار در منطقه (علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Cc (کالکوسیت)، Go (گوتیت)، Bn (بورنیت)، Cp (کالکوپیریت)، Cv (کولیت)، Tno (تنوریت)، Cup (کوپریت).

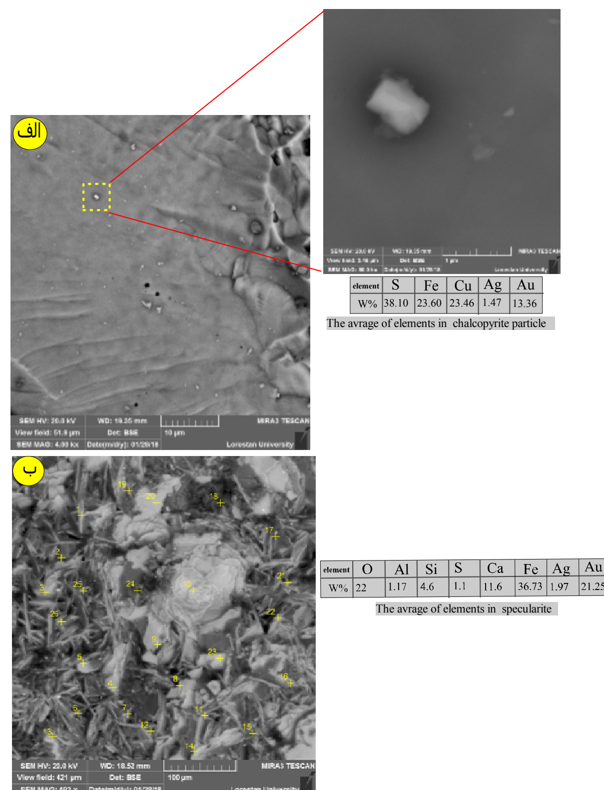
در بررسی های میکروسکوپی، طلا به صورت آزاد دیده نشد، ولی از تصاویر SEM مشخص گردید که کالکوپیریت و اسپیکولاریت دارای غلظت بالایی از طلا در شبکه خود هستند (شکل‌های ۹ الف و ب). از کانی‌های باطله این کانسار می‌توان به کوارتز، کلسیت و باریت اشاره کرد. در جدول ۲ توالی همبرزایی کانی‌ها در مراحل مختلف کانی‌سازی ارائه شده است.

زمین شیمی و سنگ زایی سنگ‌های میزبان

پس از بررسی های سنگ نگاری، به منظور بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی، فرایندهای سنگ شناسی و محیط زمین ساختی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های شبه آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی منطقه رنگرز ۱۵ نمونه سنگی با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شده و برای شناسایی عناصر اصلی به روش XRF (جدول ۳) و برای عناصر فرعی به روش ICP-MS تجزیه شدند (جدول ۴).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]



شکل ۹ تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از الف) ذرات کالکوپیریت با غلضت بالای طلا، ب) غلظت بالای طلا در اسپیکولاریت.

جدول۲ توالی همبرزایی کانی ها در مراحل مختلف کانی‌سازی‌ها در منطقه رنگرز.

	کانی ها	مرحله گرمابی اولیه		مرحله غنی شدگی ثانویه	مرحله اکسایش
		Pre ore	Ore stage		
	پیریت	▬▬			
	اکسیدهای تیتانیم	▬▬			
	کالکوپیریت		▬▬		
	هماتیت		▬▬		▬▬
	مگنتیت		▬▬		
	کالکوسیت		▬▬	▬▬	
	بورنیت		▬▬		
	دیژنیت		▬▬	▬▬	
	کوولیت		▬▬	▬▬	
	مس طبیعی	▬▬	▬▬		
	اکسیدهای منگنز		▬▬		▬▬
	کوپریت- تنوریت				▬▬
	مالاکیت		▬▬		▬▬
	آزوریت				▬▬
	گوتیت				▬▬
	کوارتز	▬▬	▬▬	▬▬	▬▬
	باریت		▬▬		
بافت کانه ها	شکافه پرکن	▬▬	▬▬	▬▬	
	جانشینی			▬▬	▬▬
	رگه –رگچه ای	▬▬	▬▬	▬▬	▬▬
	گل کلمی				▬▬
	جعبه ای				▬▬

جدول۳ نتایج تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی به روش (XRF).

	آتشفشانی								نفوذی				Dike		
Wt%	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	QM1	QM2	QM3	QM4	D1	D2	D3
SiO_2	۵۳/۷	۵۴/۱۱	۵۳/۶۰	۵۹/۸۸	۶۴/۱۳	۶۲/۰۳	۵۹/۰۲	۶۰/۱۵	۵۴/۶۲	۵۴/۲۲	۵۳/۷۹	۵۵/۶۵	۵۶/۵۴	۴۷/۶۶	۵۲/۹۰
TiO_2	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۶۲	۰/۷۳	۰/۴۷	۰/۶۵	۰/۵۵	۰/۷۵	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۶۹	۰/۶۲	۱	۱/۱۸	۱/۱
Al_2O_3	۱۸/۳۶	۱۴/۴۹	۱۵/۲۱	۱۳/۸	۱۴/۰۹	۱۷/۰۶	۱۶/۳۷	۱۵/۳۱	۱۷/۸۷	۱۶/۱۶	۱۶/۹۷	۱۷/۱۱	۱۵/۹۸	۱۷/۶۳	۱۶/۸۲
Fe_2O_3	۹/۰۳	۱۴/۰۴	۱۴/۹۶	۱۴	۱۱/۳	۷/۱۹	۱۰/۹۴	۱۱/۵۴	۸/۰۸	۹/۳	۹/۷۹	۶/۹۷	۱۲/۶۱	۱۴/۱۱	۱۳/۴۶
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۷۵	۰/۰۷
MgO	۴/۳	۴/۲۲	۲/۲۷	۱/۹	۰/۱	۰/۱	۲/۰۵	۱/۹۳	۳/۱۶	۴/۱۷	۴/۵۷	۳/۸	۲/۶۵	۳/۶	۳/۸۲
CaO	۴/۹۳	۳/۸۱	۵/۵۷	۱/۱۱	۲/۶۱	۴/۷	۲/۱۷	۱/۶۳	۴/۲	۴/۸۶	۵	۵/۰۹	۲/۳۶	۴/۶۲	۴/۶۴
Na_2O	۳/۰۱	۱/۷۵	۰/۹۹	۱/۹۸	۰/۰۷	۳/۲۴	۳/۲۱	۳/۹۴	۴/۱۸	۳/۹۵	۵/۰۱	۵/۴۵	۳/۸۳	۲/۲۶	۳/۰۲
K_2O	۲/۰۸	۳/۷۴	۴/۳۲	۳/۸	۴/۵۴	۲/۳۸	۳/۸۲	۲/۰۵	۳/۱۴	۳/۴۱	۰/۶۱	۱/۵۹	۲/۳	۲/۶۹	۱/۵۷
P_2O_5	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۲۸	۰/۱۴	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۳	۰/۲۸	۰/۱۹	۰/۲۵
افت گرمایی(LOI)	۲/۶۷	۲/۷۱	۱/۸۳	۲/۹۳	۲/۳	۲/۱۴	۲/۰۵	۲/۱۶	۳/۴۲	۲/۰۷	۲/۲۷	۲/۹۸	۲/۱۳	۳/۹۵	۲/۲
مجموع	۹۵/۸۰	۹۹/۸۷	۹۹/۶۴	۱۰۰/۵	۹۹/۷۹	۹۹/۸۴	۱۰۰/۵	۹۹/۷۴	۹۹/۵۹	۹۹/۱۵	۹۸/۹۵	۹۹/۶۰	۹۹/۷۴	۹۹/۱۶	۹۹/۸۵

جدول ۴ نتایج تجزیه عناصر فرعی بر حسب ppm به روش ICP-MS.

	آتشفشانی								نفوذی				دایک		
ppm	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	QM1	QM2	QM3	QM4	D1	D2	D3
Li	۱۵/۸۸	۱۲/۸۸	۱۱/۲۹	۱۵/۲۳	۶/۲۷	۶/۹۲	۹/۴۷	۹/۸۱	۳/۴۲	۳/۰۷	۷/۵۵	۵/۲۶	۱۳/۴۸	۱۴/۲۱	۱۱/۷۲
Rb	۱۸/۶۵	۳۷/۶۹	۴۶/۸۷	۷۵/۳۵	۹۸/۱۹	۲۰/۵۵	۳۶/۰۲	۳۱/۲۲	۳۰/۰۶	۳۰/۴۶	۲۹/۹۷	۷/۳۳	۱۸/۱	۲۴/۸۵	۱۳/۹۴
Be	۰/۴۶	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۶۷	۰/۱۸	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۴۶	۱/۰۷	۰/۶	۰/۴	۰/۴۹	۰/۴۷	۰/۵۸	۰/۳۷
Sr	۳۸۸/۱	۳۸/۲۹	۲۴/۵۲	۲۲/۲۵	۱۹۶/۲	۳۹۷	۴۳/۶۶	۶۳/۷۱	۴۷۲/۹	۳۶۱/۲	۱۹۰/۱	۲۱۷/۷	۱۰۰	۱۶۶/۹	۷۹/۹۱
Ba	۴۴۴/۶	۴۰۶/۵	۳۱۸	۵۴۳/۱	۱۳۶۰۰	۷۵۰/۸	۵۰۹/۵	۴۵۰/۸	۸۶۰/۵	۶۹۹/۶	۷۴/۸۶	۲۶۶/۱	۳۹۵/۱	۵۰۵/۵	۱۲۲/۱
Sc	۱۳/۴۱	۱۲/۶۸	۱۵/۷۹	۱۱/۰۹	۵/۲۱	۴/۸۹	۱۳/۳۲	۹/۳۹	۹/۷۲	۱۰/۲۱	۱۰/۳	۶/۲۸	۱۲/۴	۲۴/۸۵	۱۳/۹۴
Zr	۶۰/۸۲	۴۴/۷۵	۶۴/۱۲	۷۶/۳۵	۵۲/۵۵	۱۷۲/۸	۱۶۶/۳	۲۲۶/۷	۴۱/۸۸	۶۵/۵۳	۱۲۰/۱	۵۱/۴۹	۷۸/۹۸	۷۰/۵۹	۴۵/۳۷
Hf	۲/۱۶	۲/۲۱	۳/۰۹	۲/۳۴	۳/۳۸	۴/۷۳	۴/۷۷	۴/۹۶	۲	۲/۵۶	۲/۸۹	۱/۸۳	۲/۳۶	۲/۴۸	۲/۰۴
V	۲۱۶/۹	۱۴۰/۷	۱۵۲	۱۲۱/۹	۹۵/۹۱	۸۴/۱	۹۳/۶۷	۹۷/۰۲	۱۱۳/۷	۱۰۹/۴	۱۳۳/۱	۷/۸۶	۱۱/۵۴	۱۷/۶۷	۱۹/۰۵
Nb	۳/۹۳	۴/۱۱	۵/۵۹	۷/۰۸	۷/۶	۱۴/۲۶	۸/۴۵	۸/۰۳	۱۲/۹۸	۱۲/۶۱	۱۲/۴۲	۷/۰۷	۴/۰۲	۳/۱۷	۲/۸۷
Cr	۳۴/۹۱	۱۹۸/۹	۱۰۱/۵	۶۷/۱۷	۵۰/۱۲	۵۹/۳	۲۱/۷۲	۲۶/۸۹	۸۲/۴۸	۱۱۳/۷	۷۳/۲۸	۷۱/۱۹	۲۱/۱۴	۱۹/۷	۱۰/۵۱
Co	۲۰/۵۲	۱۲/۹۸	۱۱/۷۴	۱۴/۸۴	۳/۵۴	۵/۵۲	۹/۰۶	۱۳/۸۱	۱۰/۹۵	۱۱/۸۸	۱۹/۸۴	۱۱/۱۱	۱۵/۷	۲۷/۵۸	۲۲
Ni	۱	۶۷/۵۴	۱۹/۹۸	۱۰/۵۴	۱	۱/۳۸	۱	۱	۲۶/۳۱	۳۰/۰۸	۴۳/۹۳	۲۳	۱	۱/۴۳	۱
Ag	۲/۴۳	۰/۹	۷/۵۲	۱/۱	۳/۱۱	۱/۱۶	۳/۹۶	۱/۳۲	۱/۰۸	۰/۹	۱/۴۷	۱/۱۶	۱/۰۲	۳/۵۷	۲/۰۲
Zn	۱۱۵/۴	۳۱/۸۳	۲۳/۸۳	۳۶/۳۹	۲۰/۰۸	۲۶/۳۹	۸۷/۳۹	۲۰۱/۹	۳۴/۶۹	۲۹/۷۲	۳۳/۰۳	۳۴/۳۵	۲۰۵/۲	۳۱۱/۶	۳۳۵/۵
Ga	۱۲/۲۷	۸/۵۷	۹/۰۶	۸/۵۸	۷/۶۳	۶/۳۷	۱۳/۶۵	۱۰/۵	۱۳/۶۶	۱۱/۶۶	۱۱/۸۶	۸/۷۱	۱۰/۴۵	۱۱/۶۱	۱۱/۸۴
Sn	۱/۴۷	۰/۹	۱/۸۶	۱/۷۲	۲/۱۹	۱/۷۶	۲/۱۷	۱/۶۹	۳/۷۱	۱/۷۲	۱/۹۸	۱/۳	۱/۱۱	۱/۱۴	۰/۹
Pb	۳۱/۲۲	۳۴/۶۴	۱۹/۸۵	۲۴/۲۷	۷/۹۱	۱۱/۸۷	۹/۷۹	۱۱/۷۷	۱۱/۴۹	۶/۰۳	۶/۷۹	۷/۰۲	۱۸/۴۱	۲۹۰/۱	۱۷/۴۱
As	۶/۵۴	۳۶/۰۲	۲۴/۳۶	۳۰/۵۷	۱۳/۴	۸/۳۶	۹/۰۴	۷/۸۸	۸/۴۵	۹/۷۵	۹/۷۵	۸/۷۹	۹/۳۶	۴۷/۰۴	۹/۳۸
Cu	۱۲۵	۱۵۰/۱	۴۲/۹۸	۶۷/۸۴	۳۰/۸۶	۴۵/۷۵	۲۱/۷۸	۵۸/۵۱	۲۰/۹۸	۲۳/۷۶	۴۳۳/۵	۱۵/۲۱	۵۴/۳۹	۷۱/۱۵	۱۳/۰۲
Mo	۰/۹	۰/۹	۰/۸	۰/۹	۱/۸۵	۲/۰۳	۱/۴۵	۱/۷۷	۲/۲۸	۲/۰۴	۰/۹	۰/۸	۳/۲۸	۱/۴۴	۰/۹
Mn	۱۵۳۲	۹۳۷/۷	۱۱۱۹	۵۲۸	۴۴۰/۵	۴۲۹/۹	۱۲۲۱	۱۶۱۶	۵۱۰/۵	۵۷۹/۵	۶۰۱/۸	۵۶۵/۵	۱۸۱۶	۳۵۷۴	۱۷۶۵
Th	۰/۸	۱/۴۷	۲/۳۱	۲/۱	۳/۱۹	۲/۹۶	۲/۹	۲/۰۴	۱/۷۲	۳/۰۳	۳/۱۸	۱/۸۳	۰/۹	۰/۹	۰/۹
Y	۱۲/۹۹	۱۰/۳۲	۱۶/۴۵	۸/۸	۱۳/۲۷	۸/۱۲	۲۰/۴۶	۱۱/۹	۸/۶۵	۱۳/۲۳	۱۳/۳۶	۷/۸۶	۱۱/۵۴	۱۷/۶۷	۱۹/۰۵
La	۷/۲۳	۱۱/۴۵	۱۳/۴	۸/۲	۱۵/۵۲	۷/۶۴	۱۱/۳۲	۷/۷۶	۱۸/۴۲	۱۶/۷۴	۱۶/۷۱	۸/۷۵	۴/۰۵	۵/۵۸	۵/۹۱
Ce	۱۱/۹۶	۱۸/۲۵	۱۹/۱۵	۱۲/۵۱	۳۵/۱۴	۱۸/۲۷	۲۹/۳۷	۲۴/۹۵	۲۷/۶۸	۲۶/۴۲	۱۹/۳۲	۱۵/۵۹	۷/۳۳	۱۰/۰۹	۱۰/۲۲
Pr	۱/۷۲	۲/۱۹	۲/۵۶	۱/۷۴	۳/۳۳	۲/۰۳	۲/۸۲	۱/۸۴	۳/۱۶	۲/۷۸	۲/۸۳	۱/۴۹	۱/۰۷	۱/۵۳	۱/۵۳
Nd	۹/۳۳	۱۱/۱۷	۱۲/۹۸	۸/۷۲	۱۶/۵۱	۹/۶۷	۱۴/۳۸	۹/۵۹	۱۵/۲۲	۱۳/۱۱	۱۳/۲۷	۶/۶۶	۶/۱۸	۸/۹۹	۸/۸۹
Sm	۲/۳	۲/۴۳	۳/۰۸	۲/۰۵	۳/۹۳	۱/۹۷	۳/۲۹	۲/۲۳	۲/۹۹	۲/۸۵	۲/۹۵	۱/۴۳	۱/۷	۲/۴	۲/۵۲
Eu	۰/۸۶	۰/۸۸	۱/۰۲	۰/۸۴	۱/۱۹	۰/۹۵	۰/۷۷	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۸۲	۰/۸۹	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۶۸	۰/۷۶
Gd	۲/۶	۲/۵۱	۳/۳۹	۲/۲۴	۳/۱	۱/۸۸	۳/۵۳	۲/۳۶	۲/۵۵	۳/۱۸	۳/۱۳	۱/۵۳	۲/۱۳	۳/۰۴	۳/۲۱
Tb	۰/۶۱	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۴۹	۰/۶۸	۰/۴۵	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۶	۰/۶۲	۰/۶۱
Dy	۲/۶۷	۲/۲۳	۲/۹۴	۲/۱۴	۲/۴۲	۱/۹۲	۴/۴	۲/۶۵	۲/۱۵	۲/۶۵	۲/۷۳	۱/۶۲	۲/۶	۳/۴۴	۳/۶۸
Ho	۰/۷۲	۰/۶۶	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۱	۰/۷۴	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۹۹	۰/۸۹	۰/۶۹	۰/۹۶	۰/۹	۰/۸۷	۰/۹۵
Er	۱/۵	۱/۲۸	۱/۷۱	۱/۱۸	۱/۴۳	۱/۱	۲/۴۶	۱/۴۹	۱/۱۸	۱/۵۲	۱/۵	۰/۹۷	۱/۴۶	۱/۹	۲/۰۴
Tm	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۳۹	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۳۶	۰/۳۲
Yb	۱/۸۳	۱/۳۲	۱/۶۸	۱/۲۲	۱/۵۶	۱/۲۷	۳	۱/۸۵	۱/۱۳	۱/۴۷	۱/۳۱	۰/۹	۱/۸۱	۲/۳۳	۲/۵۵
Lu	۰/۳۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴۲	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۵۶	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۳۴	۰/۶	۰/۴۶	۰/۳۱	۰/۳۳

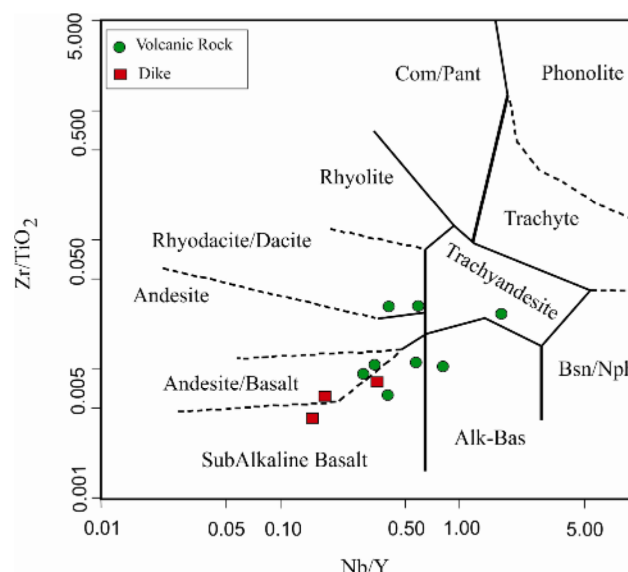
نام‌گذاری و رده‌بندی سنگ‌های میزبان

سنگ‌های آتشفشانی دارای اکسید سیلیس بین ۵۳٫۳۷ تا ۶۴٫۱۳، دایک‌های حدواسط تا بازی دارای اکسید سیلیس بین ۴۷٫۶۶ تا ۵۶٫۵۴ و نمونه‌های مربوط به استوک نفوذی نیمه ژرف دارای اکسید سیلیس بین ۵۳٫۷۹ تا ۵۵٫۶۵ درصد وزنی هستند (جدول ۳). برای جلوگیری از هرگونه خطا و احتیاط بیشتر در تفسیرها، از نمودارهایی بر پایه‌ی عناصر فرعی یا خاکی نادر استفاده شد. سنگ‌های آتشفشانی برپایه نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۱۹] نامگذاری شدند (شکل ۱۰). بر اساس این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در گستره داسیت-ریوداست، تراکی آندزیت، آندزیت و بازالت و نمونه‌های مربوط به دایک‌ها در گستره آندزیت- بازالت قرار دارند. براساس نمودار، $R2=6Ca+2Mg+2Al$ نسبت به $R1=4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ [۲۰] (شکل ۱۱)، سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف منطقه دارای ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت هستند.

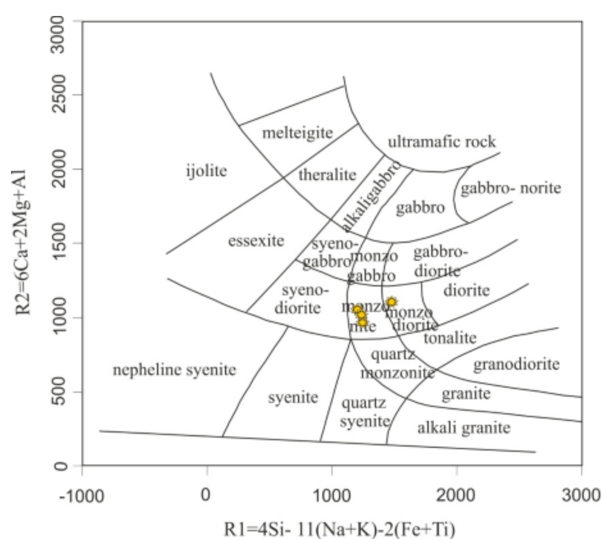
تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی

افزون بر اهمیت شناسایی سری ماگمایی در تعیین سرگذشت ماگمای ایجادکننده سنگ‌ها، شناخت سری ماگمایی سنگ میزبان کانی‌سازی کمک شایانی به مقایسه کانه‌زایی مورد بررسی با انواع دیگر و تعیین نوع و خاستگاه کانی‌سازی می‌کند. بر اساس نمودار تغییرات مقدار Th نسبت به Co [۲۱]، نمونه‌های مربوط به دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در سری‌های کلسیمی- قلیایی قرار دارند (شکل ۱۲ الف). از آنجا که این نمودار مربوط به سنگ‌های آتشفشانی است، برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی منطقه از آن استفاده نشد. نمونه‌های مورد بررسی از نظر شاخص اشباع از آلومین و بر اساس نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۲]، در گستره‌های متاآلومین و پرآلومین قرار دارند (شکل ۱۲ ب).

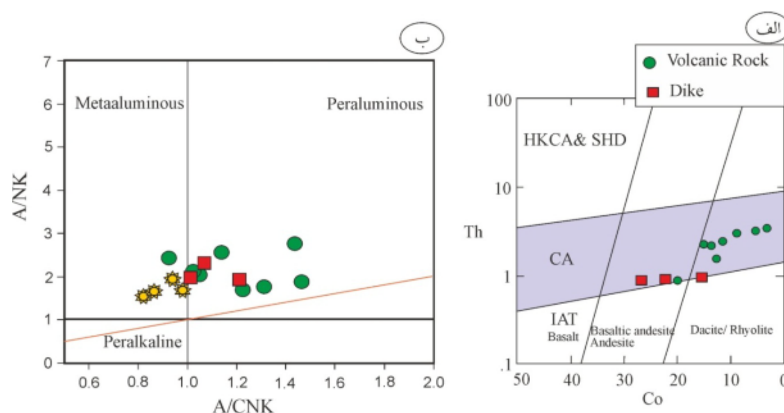
به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای ویژه سنگ‌های پتاسیمی Y نسبت به Zr [۲۳] استفاده شده بر اساس این نمودار، همه سنگ‌های آذرین منطقه وابسته به کمان‌های آتشفشانی هستند (شکل ۱۳ الف). به نظر می‌رسد که شکل‌گیری این سنگ‌ها با فعالیت ماگمایی ناشی از فرورانش پهنه ارومیه-دختر در ارتباط بوده است. محیط‌های زمین‌ساختی مختلف گرانیتوئیدها بر پایه نسبت لگاریتم Rb به لگاریتم Y + Nb مشخص شده‌اند [۲۴]. براساس این نمودار، همه نمونه‌ها در گستره گرانیت های کمان های آتشفشانی (VAG) قرار دارند (شکل ۱۳ ب). بر اساس نمودار Rb/Zr نسبت به Nb [۲۵] که بیانگر بلوغ کمان از کمان‌های جزیره‌ای به کمان‌های قاره‌ای بالغ است، نیمی از سنگ‌های منطقه در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی جوان و نابالغ یا مراحل آغازین کمان ماگمایی و نیمی دیگر در گستره‌ی کمان‌های عادی قرار دارند (شکل ۱۳ ج). برپایه نظر استرن [۲۶]، ماگماها در کرانه‌های قاره‌ای فعال بیشتر دارای ترکیب آندزیتی- داسیتی هستند و مقدار SiO_2 و پتاسیم بالاتری دارند، ولی ماگماهای جزایر قوسی بیشتر ترکیب آندزیت بازالتی و مقدار پتاسیم کمتری دارند که این امر تا حدی تائید کننده قرار گیری نمونه‌های مربوط به دایک‌های آندزیت بازالتی در گستره جزایر قوسی (شکل ۱۳ ج) است.



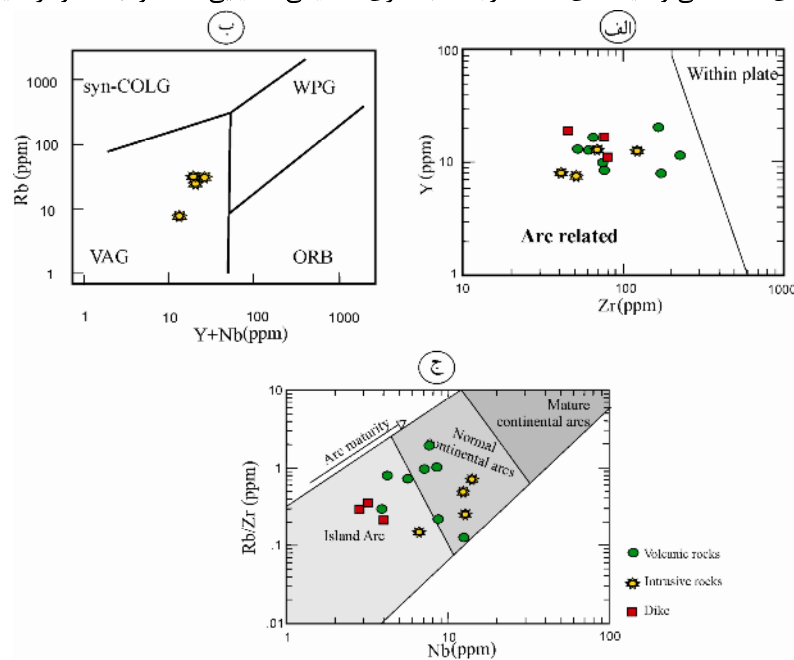
شکل ۱۰ ترکیب سنگ های آتشفشانی منطقه رنگرز در نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۱۹].



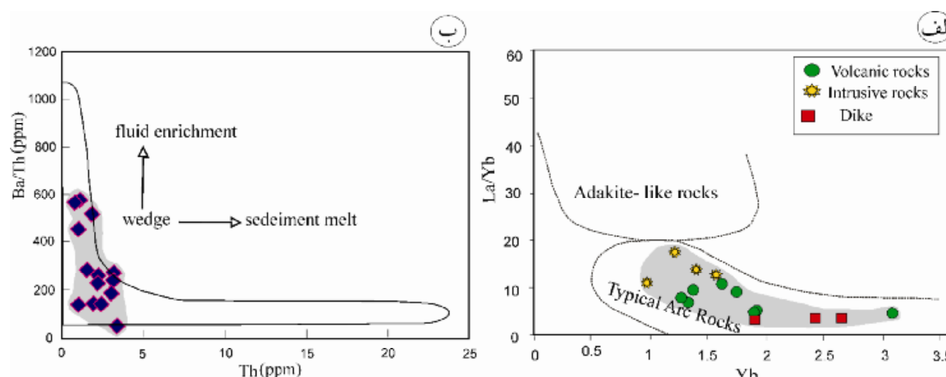
شکل ۱۱ ترکیب توده‌های نفوذی نیمه ژرف منطقه رنگرز در نمودار R2 نسبت به R1 [۲۰].



شکل ۱۲ الف) جایگاه سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های منطقه وابسته به سری کلسیمی - قلیایی [۲۱] و ب) نمودار تعیین شاخص آلومینیم [۲۲].



شکل۱۳ تعیین محیط زمین ساختی سنگ های آتشفشانی و نفوذی منطقه رنگرز براساس الف) نمودار Y نسبت به Zr [۲۳]، ب) نمودار پایه نسبت لگاریتم Rb به لگاریتم Y+Nb [۲۴]. پ) نمودار Rb/Zr نسبت به Nb [۲۵].



شکل۱۴ الف) نمودار La/Yb نسبت به Yb [۲۷]. و ب) موقعیت سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر نمودار Ba/Th نسبت به Th [۲۸].

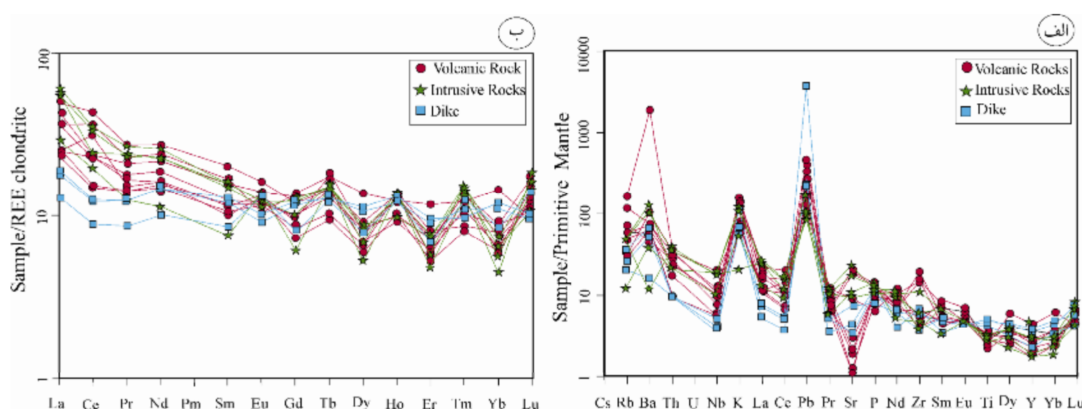
در نمودار La/Yb نسبت به Yb [۲۷]، همه نمونه‌ها در گستره کمان‌های آتشفشانی قرار دارند که می‌توانند در ارتباط با مراحل اولیه فعالیت‌های آتشفشانی ارومیه دختر باشند - (شکل ۱۴ الف). براساس نمودار Ba/Th نسبت به Th [۲۸]، آبگون‌های آزاد شده از پوسته‌ی فرورانده نسبت به رسوبات فرورانده ذوب شده نقش بیشتری در شکل‌گیری ماگمای مادر سنگ‌های منطقه داشته‌اند (شکل ۱۴ ب) یکی از نمونه‌ها به دلیل نسبت Ba/Th بسیار زیاد در گستره نمودار قرار نگرفته است.

بررسی الگوی عناصر فرعی و خاکی نادر

نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و بعضی از عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۹] برای سنگ‌های منطقه در شکل ۱۵ الف نشان داده شده است. باتوجه به این نمودار، عناصر سنگ دوست بزرگ یون(Ba,K, pb; LiLE) نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی و عناصر با شدت میدان بالا (Nb,Ti; HFSE) نسبت به گوشته اولیه تهی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به فرورانش است [۳۰-۳۲]. بی‌هنجاری مثبت Pb به دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با پوسته قاره اشاره دارد [۳۳]. وجود بی‌هنجاری‌های منفی Ti ,Nb برای سنگ‌های منطقه می‌تواند ناشی از عوامل زیر باشد [۳۴]: ۱) ذوب‌بخشی خاستگاه دارای کانی‌های غنی از عناصر HFSE (مانند روتیل و یا ایلمنیت) به عنوان فازهای باقیمانده، ۲) آلودگی پوسته‌ای در هنگام جایگیری ماگما و ۳) دگرنهادی مربوط به فرورانش. همچنین به نظر برخی پژوهشگران [۳۵ و ۳۶]، تهی‌شدگی از این عناصر در ارتباط با شکل‌گیری سنگ‌ها در اثر عملکرد شاره‌های ناشی از فرورانش است. غنی‌شدگی K در نمونه‌های مورد بررسی بیانگر این است که K در مراحل پایانی جدایش ماگمایی در سنگ‌های جدایش یافته‌تر و اسیدی وارد شبکه کانی‌هایی مانند فلدسپار قلیایی می‌شود [۲۹]. هنگام فرورانش پوشش رسوبی روی پوسته اقیانوسی، عنصر باریم توسط سیال‌های برآمده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل می‌شود و مقدار آن در ماگما افزایش می‌یابد [۳۷]. غنی‌شدگی Ba در سنگ‌های منطقه را می‌توان ناشی از این سازوکار دانست.

عناصر خاکی نادر (REE) از عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و طی فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی با درجه‌ی پایین و دگرسانی گرمابی به نسبت نامتحرک هستند [۳۸]. بنابراین الگوی فراوانی آن‌ها می‌تواند نشانه‌هایی از خاستگاه آذرین سنگ‌ها را نشان دهد. نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه‌های منطقه رنگرز نسبت به کندریت [۳۹] (شکل ۱۵ ب) دارای شیب تقریباً منفی است. الگوی نسبی پراکندگی عناصر خاکی نادر منطقه تقریبا موازی است که بیانگر هم‌خاستگاه بودن آن‌هاست. براساس نظر سان و همکاران [۲۹]، در صورت وابسته بودن مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین به واسطه فرایندهای تبلور جدایشی، مقادیر عناصر خاکی نادر و نسبت‌های آن‌ها باید به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. مقادیر متوسط نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(La/Sm)_N$ و $(Dy/Yb)_N$ به عنوان شاخص‌های (LREE/HREE)، (LREE/MREE) و (MREE/HREE) برای نمونه‌ها به ترتیب ۴٫۸۷، ۲٫۵۹ و ۱٫۰۶ است که بیانگر غنی‌شدگی نسبی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است که این امر می‌تواند در ارتباط با ناسازگارتر بودن LREEها نسبت به HREEها باشد [۴۰]. غنی‌شدگی ضعیف عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) نسبت به HREEها نشان می‌دهد که گارنت درگیر نبوده است. شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش عامل دیگری است که باعث غنی‌شدگی LREEها می‌شود [۴۱]. تهی‌شدگی HREEها از ویژگی‌های ماگماهای آهکی قلیایی و یا احتمالاً خروج آن‌ها توسط محلول‌های CO_2دار است [۴۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]



شکل۱۵ الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۹] و ب) نمودار عناصر خاکی نادر سنگ‌های آذرین منطقه رنگرز، بهنجار شده بر اساس کندریت [۳۹].

نسبت (Eu/Eu^*) از ۰٫۶۹ تا ۲٫۰۳ تغییر می‌کند. نبود بی‌هنجاری مشخص Eu در این نمودارها نشانگر روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمای تشکیل دهنده آنهاست [۴۳]. نبود بی‌هنجاری منفی و مثبت Eu می‌تواند نشاندهنده این باشد که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری ماگما ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا پیش از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۴۴].

برداشت

کانه‌زایی‌ها در منطقه مورد بررسی بیشتر به دو صورت درونزاد و برونزاد رخ داده‌اند. کانی‌سازی در پهنه درونزاد به صورت ۲ فاز اکسیدی و سولفیدی رخ داده است. اسپیکولاریت و کالکوپیریت را می‌توان اصلی‌ترین و فراوانترین اکسید و سولفید اولیه دانست. حضور اسپیکولاریت به صورت رگچه‌ای و افشان در کل منطقه را می‌توان به شرایط اکسایش بالای محلول کانه‌دار نسبت داد. کانه‌زایی به صورت رگه - رگچه‌ای و پراکنده در سنگ میزبان با بافت‌های رگچه‌ای، جعبه‌ای، دانه پراکنده، کلوفرم، پرکننده فضاهای خالی و جانشینی رخ داده است. گسل‌هایی با راستای شمال غرب - جنوب شرق، شکستگی‌ها و نفوذی‌های نیمه ژرف عمده کنترل کننده‌های کانی‌سازی‌های منطقه هستند که مسیری مناسب برای حرکت و چرخش سیال‌های گرمابی کانه‌دار ایجاد کرده و منجر به تراکم رگه‌های کانه‌دار شده است. دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک، کلریتی و کربناتی دگرسانی‌های رایج در کانسنگ هستند. حضور مگنتیت به همراه اسپیکولاریت در این منطقه را می‌توان ناشی از احیایی‌شدن سیال‌های ماگمایی اکسیدی در اثر واکنش با سنگ‌های میزبان کربناتی و یا افزایش دمای سیستم گرمابی در اثر تپ‌های پی در پی ناشی از صعود سیال‌های ماگمایی دانست. طلا به صورت دانه آزاد در منطقه دیده نشد، ولی براساس بررسی های SEM، کانی‌هایی مانند کالکوپیریت و اسپیکولاریت درصد بالایی از طلا را به همراه دارند. کوارتز، باریت و کلسیت عمده باطله‌های همراه با کانه‌سازی را شامل می‌شوند. حضور باریت نشاندهنده فعالیت سیال‌های گرمابی در محیط‌های سطحی است. همچنین حضور فراوان باریت در منطقه می‌تواند نشانگر مقدار سولفات آبگین متوسط یا آمیختگی سیال با سولفید آذرین یا سیال‌های سولفات‌دار (ثانویه) احتمالی باشد.

براساس بررسی های زمین شیمی و سنگ شناسی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در رده آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و بازالت، دایک‌ها در گستره آندزیت- بازالت و نفوذی‌های نیمه‌ژرف دارای ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت هستند. خاستگاه ماگمایی این سنگ‌ها کلسیمی- قلیایی است و در گستره کمان‌های آتشفشانی قرار دارند که نشاندهنده ارتباط آنها با فعالیت ماگمایی ناشی از فرورانش پهنه ارومیه-دختر است. در نمودارهای عنکبوتی، عناصرLILE (Ba-K) و عناصر HFSE (Nb-Ti) نسبت به گوشته اولیه به ترتیب غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهند که با الگوهای مربوط به محیط‌های فرورانشی همخوانی دارد. همچنین غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به فرورانش است. موارد بیان شده همراه با مقدار کم Zr وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های آهکی - قلیایی نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که آبگون‌های آزاد شده از پوسته فرورانده نسبت به رسوبات فرورانده ذوب شده نقش بیشتری در شکل‌گیری

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.7.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.821]

ماگماها در منطقه داشته و در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه، پدیده آلایش پوسته‌ای درگیر بوده است.

قدردانی

نگارندگان این مقاله از دکتر سید احمد مشکانی مدیر محترم گروه معدنی و بازرگانی زرمش جهت مساعدت در نمونه برداری، در اختیار قرار دادن نقشه‌ها، داده‌ها و اطلاعات مغزه‌های حفاری کمال تقدیر و تشکر را دارند.

مراجع

[1] Fazli N., Ghaderi M., "*Petrography, alteration and mineralization of Narbaghi Cu- Ag deposit, NE of Saveh, central part of Oromieh- Dokhtar magmatic arc(in Persian)".* 18th Sym of Iran geosociety(2014).

[2] Fazli N., Ghaderi M.,Maghfori S., *"Mineralization of strati bound copper manto type of Eastern Narbaghi deposit in volcano-sedimentary sequence, NE of Saveh (in Persian)"* 33th Sym of national geoscience of Iran(2015).

[3] Rezvan Karimi A., "*Economic geology of Narbaghi copper deposit , NE of Saveh" M.Sc. thesis at Lorestan university(2015)

[4] Ghaderi M., Fazli N., Yan S., Lentz D.R., Li J.W., "*Fluid inclusion studies on North Narbaghi, intermediate sulphidation epithermal Ag-Cu deposit, Urmia-Dokhtar magmatic arc, Iran*", World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium, Prague (Czech Republic), 8(2016).

[5] Samani B.," *Metallogeny of manto copper deposits in Iran(in Persian)"*,6th Sym of Iran geosociety (2003).

[6] Rajabpour SH., Behzadi M., Rasa A., *"Mineralization, alteration and geochemistry of Koh Pang volcanic copper deposit, central part of Oromieh- Dokhtar magmatic arc(in Persian)",* Iranian journal of earth science researches, 25(2016) 109- 128.

[7] Rajabpour, S., Behzadi, M., Jiang ,S-Y., I. Rasa, B. Lehmann, Y. Ma, *"Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh county, northwestern Central Iran"*, Ore Geology Reviews, 86, (2017), Pages 563-583.

[8] Ghayed Amini Haroni M., Asadi Haroni H., Mokhtari A., Ayati F., *"Evaluation of Geochemical Data - Exploratory Geochemistry of Alishar Copper Index to Determine the Pattern and Type of Mineralization(in Persian)",* Iranian journal of analytical and numerical methods in mining engineering,7(2014) 51-68.

[9] Ghayed Amini Haroni M.,Bagheri H., Asadi Haroni H., Mokhtari A., Ayati F., *"Ore forming conditions of Alishar copper index using the mineralogy and fluids inclusions data(in Persian)",* Iranian journal of petrology, 21(2015) 1-18.

[10] Haghparast M., Barzegar H., Kazemi Mehrnia A., *"Geology, petrography and mineralization of Koshk Nosrat copper area(in Persian)",* 8th sym of National Geological Survey, Payam Nor university, Arak(2014).

[11] Yosefi S., Ali pour Asl M., *"Geology , mineralization and geochemistry of Zarandieh copper deposit, NE of Saveh (in Persian)",* 34th sym of earth science , geological survery& mineral exploration of Iran(2015).

[12] Ahoran S., Gholami A., *"Fluid inclusion studies in Nazar Abad copper deposit, Zarandieh , NE of Markazi province(in Persian)",* 8th sym of National Geological Survey, Payam Nor university, Arak(2014).

[13] Aghanabati A., *"Geology of Iran",* geological survery& mineral exploration of Iran, (2004), 608p.

[14] Meshkani A., *"The report of primary exploration works at Rangraz area(in Persian)*" ,(2014).

[15] Bazoobandi M. H.,Arian M.A.,Emami M.H., Tajbakhsh G., Yazdi A., *"Petrology and geochemistry of dikes in the north of saveh in Iran*", open journal of marine science, 6 (2016) 210-222.

[16] Zamin Joyan Pars., "1:20000 geology map of Rangraz area",(2014).

[17] Ulrich T., Guenther D., Heinrich C. A.," *The evolution of a porphyry Cu-Au deposits, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions; Bajo de la Alumbrera, Argentina"*, Economic Geology 96(2002) 1743-1774.

[18] Hoseinzadeh Gh., Moaied M., Esfahanipour R., "*Supergene processes at sonajil porphyry copper deposit, Heris, Eastern Azarbaijan*", Quarterly Iranian Jornal Of Geology10(2009) 85-96.

[19] Winchester J. A., Floyd P. A., *"Geochemical discrimination of immobile elements"*, Chemical Geology, 20 (1977) 325-343.

[20] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., *"A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and majorelement analyses-Its relationships with current nomenclature"*, Chemical Geology, v 29(1980) p183-210.

models", Contrib Mineral Petrol, 144 (2002) 38–56.

[34] Zhang C., Ma C., Holtz F., "*Origin of high-Mg adakitic magmatic enclaves from the Meichuan pluton, southern Dabie orogen (central China): implications for delamination of the lower continental crust and melt-mantle interaction*", Lithos 119 (2010) 467–484.

[35] Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng B., "*Arc-like volcanic rocks from the Southern Lancangtion Zone, Swcchina: Geochronological and geochemical constrains on their perrogenesis and tectonic implication*", Lithos, 102 (2007) 358-373.

[36] He Y., Zhao C., Sun M., Wild S.A., "*Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao Mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China*", Lithos, 102 (2007) 158-178.

[37] Morata D., Aguirre L.," *Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20´-30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis*", Journal of South American Earth Sciences, 16(2003) 459-476.

[38] Rollinson H., "*Using geochemical data: evolution, presentation and interpretation*", Longman, Singapore, (1993) 353 p.

[39] Boynton W V., "*Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies*", in Rare Earth Element Geochemistry (Henderson P., ed), Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amesterdam (1985) 115-1522.

[40] Krauskopf, K. P. & Bird, D. K., "*Introduction to geochemistry, Mc Graw Hill*",(1976) 788p.

[41]Winter J. D., "*An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey*",(2001).

[42] Tatsumi Y., "*Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones*", Journal of Geophysical Research, 94(1989) pp 4697-4707.

[43] Rollinson H. R., "*Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*", 1st edition, Longman Publishing Group, Singapore (1996).

[44] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., *"Petrology and Geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province"*, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. Lithos, 98(2007) 45-66.

[21] Irvine T.W., Baragar W.R.A., "*A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*", Canadian journal of Earth sciences, Vol 8 (1971) pp523 -548.

[22] Shand S. J., *"Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*", New York: John Wiley and Sons(1943).

[23] Muller D., Groves D.I., "*Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization",*
Springer-Verlag (1997).

[24] Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.," *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", J. Petrol, 25 (1984) 956–983.

[25] Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C.," *The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources*", J. Geol. Soc, 141 (1984) 413-42.

[26] Stern R.J., "*Subduction zones*", Reviews of Geophysics, 40 (2002) 1-38.

[27] Richards J.P., Kerrich R., "*Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis*", Economic Geology 102(2007) 537–576.

[28] Hawkesworth C.J., Turner S., Peate D., McDermott F., Calsteren P.van., "*Elemental U and*
Th variations in island arc rocks, implications for U-series isotopes", Chemical Geology 139 (1997) 207-221.

[29] Sun S. S., Mc Donough W. F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.)"* , Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publications, vol.,42 (1989) 313- 345.

[30] Castillo P R., "*An overview of adakite petrogenesis*", Chinese Science Bulletin 51 (2006) 257-268.

[31] Martin H., "*Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids*", Lithos 46(1999) 411-429.

[32] Defant M.J., *Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere*", Nature 347(1990) 662-665.

[33] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "*Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth*